

Metamorfismo eo-hercínico de alta presión y desarrollo de un gradiente metamórfico invertido en los esquistos de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico)

High-pressure eo-Hercynian metamorphism and development of an inverted metamorphic gradient in the schists from the Santiago Unit (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain)

RUBIO PASCUAL, F. J.; ARENAS, R.; DIAZ GARCIA, F.; GONZALEZ DEL TANAGO, J.

La evolución tectonotermal de la Unidad de Santiago, situada en el margen occidental del Complejo de Ordenes, está caracterizada por el desarrollo de un episodio de metamorfismo eo-hercínico de alta -P y baja a intermedia -T. Las condiciones P-T para las paragénesis del evento de alta presión (que se conservan esencialmente como una $S_1 = S_1$ muy fina incluida en porfidoblastos de albita de esquistos semipelíticos) han sido estimadas en $493 \pm 9^\circ\text{C}$ y $14,7 \pm 0,7$ kbar (presión mínima). El desarrollo del metamorfismo de alta presión y la ausencia de reequilibrios significativos en su mineralogía característica, sugiere que la unidad (probablemente un fragmento del margen continental de Gondwana) ha sido elevada inmediatamente después de su subducción en el comienzo de la Orogenia Hercínica. El ascenso sin- F_2 de la Unidad de Santiago induce una trayectoria P-T marcadamente descompresiva y ligeramente progradada. Esta trayectoria sugiere muy probablemente que la mayor parte de la historia ascensional de la unidad tuvo lugar en un contexto de extensión dúctil, relacionada con la subducción progresiva del margen continental de Gondwana y el desarrollo contemporáneo de extensión compensatoria por encima. La disposición actual de las zonas metamórficas sin- F_2 es inversa, con la zona de la estaurolita (que representa el pico térmico) ocupando el techo de la unidad.

Palabras clave: metamorfismo eo-hercínico de alta presión, evolución P, T, t, gradiente metamórfico invertido, Complejos Alóctonos, Galicia, NW Macizo Ibérico.

A high-pressure-low to intermediate-temperature eo-Hercynian metamorphic event characterizes the tectonothermal evolution of the Santiago Unit, in the western margin of the Ordenes Complex. P-T conditions for the mineral assemblages of the high-pressure event (which is essentially preserved as a very thin $S_1 = S_2$ included in albite porphyroblasts from semipelitic schists) have been estimated at $493 \pm 9^\circ\text{C}$ and 14.7 ± 0.7 kbar (minimum pressure). The development of the high-pressure metamorphism and the lacking of significant reequilibrium of their characteristic mineralogy, suggests that the unit (probably a fragment of the continental margin of Gondwana) has been uplifted immediately after undergoing subduction in the beginning of the Hercynian Orogeny. The syn- D_2 uplift of the Santiago Unit cause a markedly decompressive-slightly prograde P-T path. This path very likely suggests that the majority of the rising history of the unit took place in a context of ductile extension, related to the continued underplating of the continental margin of Gondwana and compensating extension above. The actual disposition of the syn- D_2 metamorphic zones is inverse, with the staurolite zone (which represents the thermal peak) occupying the top of the unit.

Key words: high-pressure eo-Hercynian metamorphism, P, T, t evolution, inverted metamorphic gradient, Allochthonous Complexes, Galicia, NW Iberian Massif.

RUBIO PASCUAL, F. J.; ARENAS, R.; GONZALEZ DEL TANAGO, J. (Dpto. de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España). DIAZ GARCIA, F. (Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo, España).

INTRODUCCION

El Complejo de Ordenes, el mayor de los Complejos Alóctonos con rocas máficas y ultramáficas que se encuentran en Galicia y norte de Portugal, está constituido por varias unidades apiladas que muestran historias tectonotermales diferentes. La unidad inferior del complejo se conoce como Unidad de Santiago (MARTINEZ CATALAN *et al.*, 1984; DIAZ GARCIA, 1990), y en el sector que se describe tiene una potencia algo inferior a 3 Km. Contiene un conjunto de esquistos pelíticos y semipelíticos con un cuerpo estratiforme de ortogneises hacia la base (Gneis de Santiago; 470.8 ± 5.8 m.a., GARCIA GARZON *et al.*, 1981), junto con abundantes intercalaciones de anfíbolitas y, más raramente, de eclogitas muy retrogradadas (Fig. 1). A escala de los complejos, la Unidad de Santiago fue incluida por ARENAS *et al.* (1986) en la Unidad Basal de

Metasedimentos, Ortogneises y Metabasitas, y correlacionada con la Banda de Malpica-Tuy. Posteriormente, DIAZ GARCIA (In press) ha sugerido que la correlación debe extenderse también a los materiales que afloran en el núcleo de los sinformes de Lalín y Forcarei; por lo que el conjunto constituye una extensa lámina alóctona, emplazada sobre los metasedimentos del Grupo de Paraño definido por MARQUINEZ (1984). La unidad se interpreta como un fragmento del margen continental de Gondwana, que teniendo en cuenta la eclogización local que muestran sus litologías debió ser subducido al comienzo de la Orogenia Hercínica. Una edad eo-hercínica para el metamorfismo de alta presión, está avalada por la datación en 374 m.a. (Rb-Sr; VAN CALSTEREN *et al.*, 1979) de las fengitas inmediatamente posteclogíticas de La Pioza (Banda de Malpica-Tuy).

COMPLEJO DE ORDENES**UNIDAD CULMINANTE**

Metasedimentos



Gabro de Monte Castelo

a) Gneises

UNIDAD OFIOLITICA EPI-MESOZONAL SUPERIOR

Gabros y anfibolitas

a) Rocas ultramáficas

Rocas ultramáficas, metagabbros
y anfibolitas**UNIDAD CATAZONAL INFERIOR (UNIDAD DE AGUALADA)**

Gneises de alto grado y retroeclogitas

UNIDAD BASAL (UNIDAD DE SANTIAGO)

Esquistos pelíticos y semipelíticos

a) Anfibolitas



Gneis de Santiago

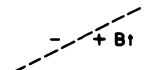
a) Retroeclogitas

DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA TRAS-OS-MONTES

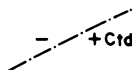
Esquistos y migmatitas



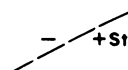
Granitos de dos micas

ISOGRADAS EN LA UNIDAD DE SANTIAGO

Biotita



Cloritoide



Estaurolita

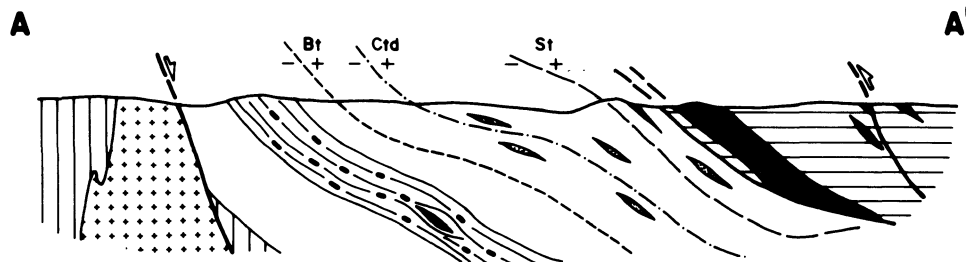


Fig. 1. Mapa de isogradas de metamorfismo sin-F₂ de la Unidad de Santiago. Geología y tectonoestratigrafía según DIAZ GARCIA (1990) y ARENAS *et al.* (1986), respectivamente.

METAMORFISMO DE ALTA PRESION

En la Unidad de Santiago, el metamorfismo eo-hercínico de alta presión (M1) muestra características de baja-media temperatura, y tiene lugar a la vez que un primer episodio deformativo (F_1). En los esquistos con baja relación Fe^{2+}/Mg desarrolla paragénesis constituidas por finos cristales de fengita (mica blanca de tipo 1), clorita de tipo 1, pequeños (0.1 mm) granates idiomorfos de tipo I (HILGEN, 1971), acículas de epidota, pequeños granos de rutilo a veces reemplazados por ilmenita, turmalina, cuarzo y ocasionalmente apatito (Fig. 2); los esquistos con alta relación Fe^{2+}/Mg parece que no desarrollaron granate en estas condiciones. Posiblemente, las litologías semipelíticas contenían también cierta cantidad de plagioclasa albítica durante M1. Las paragénesis de alta presión se conservan únicamente en las semipelitas que han experimentado una evolución metamórfica posterior de menor temperatura, englobadas en porfidoblastos de plagioclasa con núcleos de composición albítica (0-3 moles % de An), en los que definen una finísima esquistosidad interna con geometría recta o microplegada ($S_i = S_1$). Los porfidoblastos de plagioclasa con inclusiones de alta presión se encuentran envueltos por una esquistosidad exterior de tipo schistosity (S_2), que resulta la fábrica planar dominante en los esquistos y se considera desarrollada durante el emplazamiento de la unidad en niveles corticales más someros.

Los datos microanalíticos de once muestras de esquistos fueron obtenidas en la Universidad de Montpellier II con una microsonda electrónica CAMEBAX de cuatro canales, usándose patrones del BRGM francés y siguiéndose el método de correcciones ZAF.

El granate de tipo I es un almandino rico en espesartina. La composición media de sus centros es Alm_(41·90)Esp_(36·40)Gro_(16·40)And_(3·30)Pir_(2·00), siendo la de los bordes Alm_(61·90)Gro_(15·40)Esp_(13·00)

And_(4·90)Pir_(4·80). Su zonado presenta una evolución progradada, creciente para FeO y MgO, decreciente para el MnO y con menor variación para el CaO. La mica blanca es una fengita con contenidos moderadamente altos en Si (en torno a 3.3 c.f.u.), MgO (2.35 %) y FeO (4.35 %), y una baja relación Na/(Na + K). La epidota alcanza altos contenidos en molécula de pistacita (23.68-29.04 %), mientras que los óxidos de Fe-Ti son rutilos o ilmenitas pobres en moléculas de hematites y pirofanita. Las condiciones pico del episodio metamórfico de alta presión y baja-media temperatura han sido calculadas mediante el termómetro granate-moscovita de HYNES y FOREST (1988) y los barómetros GRIPS (BOHLEN y LIOTTA, 1986) y GASP (calibraciones de GHENT, 1976; HODGES y SPEAR, 1982 y NEWTON y HASELTON, 1981, con la corrección de KOZIOL y NEWTON, 1988) en 14.7 ± 0.7 Kbar y $493 \pm 9^\circ\text{C}$ (Fig. 3). Estas condiciones se consideran mínimas, especialmente en el caso de la presión, tanto por evidencias petrográficas en la paragénesis de M1 (transformación parcial del rutilo en ilmenita), como por la dispersión hacia mayores presiones de los resultados obtenidos con los barómetros GASP.

DESCOMPRESION SIN- F_2

Después de que la Unidad de Santiago alcanzase su pico bórico durante F_1 , el comienzo del segundo episodio deformativo (F_2) marca también el inicio de una rápida y drástica descompresión del conjunto; la progresión del metamorfismo durante F_2 se ha subdividido en tres estadios, M2, M3 y M4. Durante el estadio metamórfico M2 tiene lugar la cristalización generalizada de porfidoblastos de plagioclasa albítica ($An < 3\%$), comenzando también la cristalización de algunos gruesos porfidoblastos de granate (granate de tipo II; Fig. 2). El segundo estadio metamórfico sin- F_2 (M3) coincide con el desarrollo principal de la es-

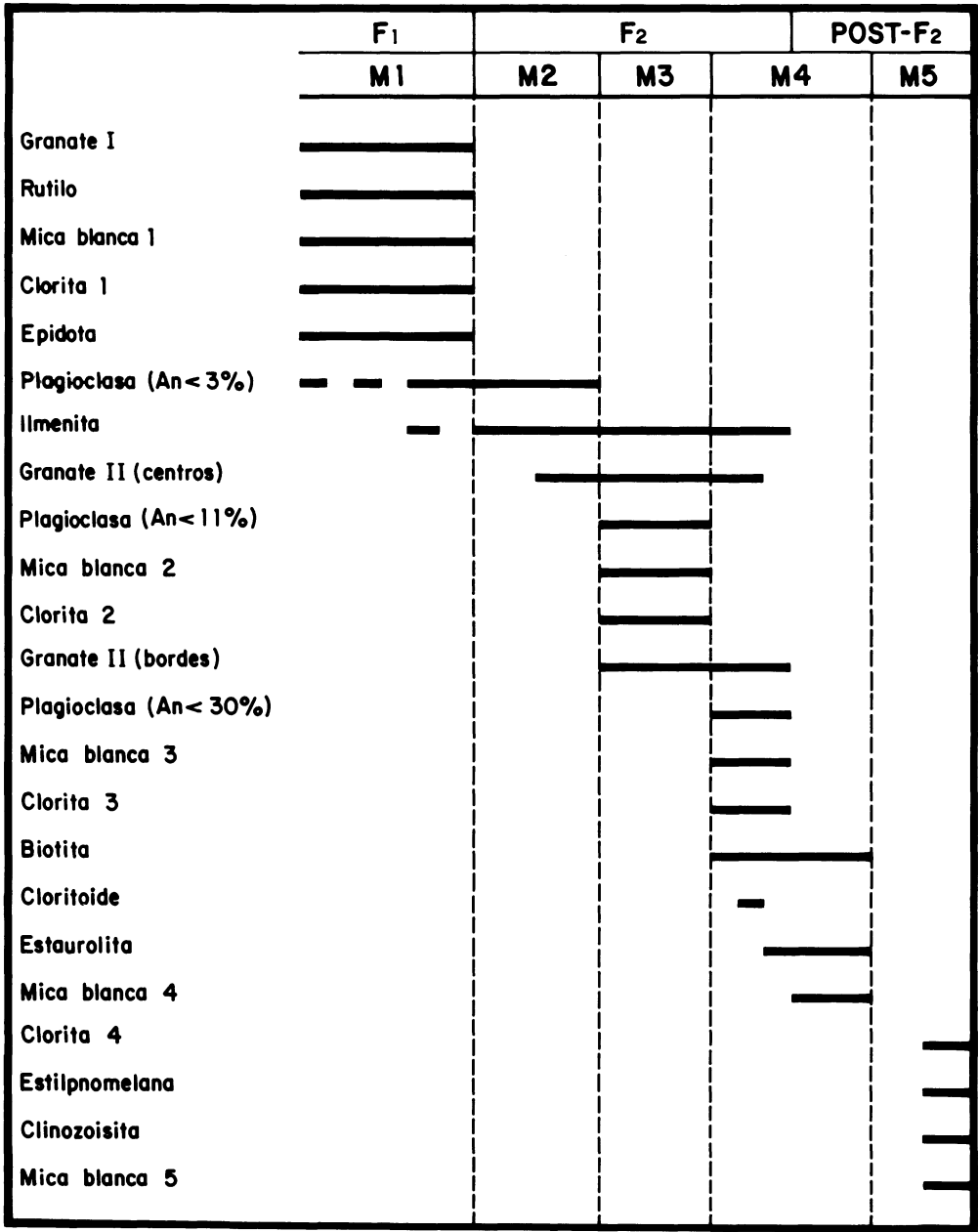


Fig. 2. Diagrama cristalización-deformación para los esquistos de la Unidad de Santiago.

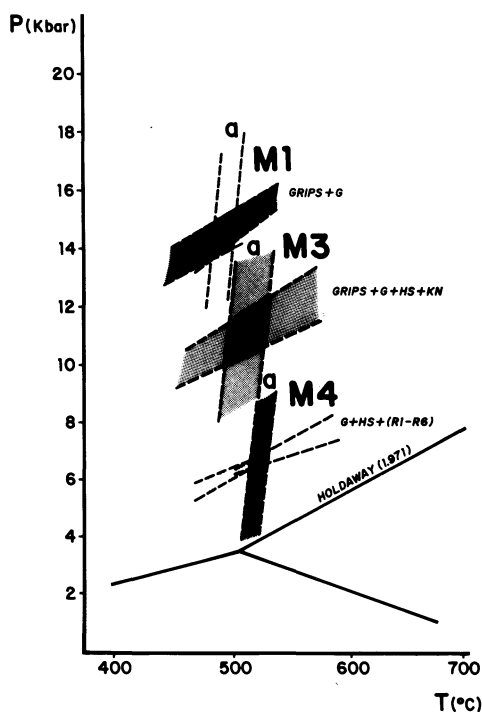


Fig. 3. Condiciones P-T estimadas para los estadios metamórficos M1, M3 y M4. Termometría: a, HYNES y FOREST (1988). Barometría: GRIPS, BOHLEN y LIOTTA (1986); G, GHENT (1976) (GASP); HS, HODGES y SPEAR (1982) (GASP); KN, NEWTON y HASELTON (1981) y KOZIOL y NEWTON (1988) (GASP); HS y HS + (R1-R6), HOISCH (1990).

quistosidad regional. Las paragénesis constan de granate II, mica blanca, clorita, ilmenita y cuarzo, tanto en rocas pelíticas como semipelíticas, presentando estas últimas además la cristalización de una plagioclasa algo más cálcica (hasta un 11 % de anortita). El granate forma gruesos porfidoblastos (hasta 6 mm.) cuyos centros responden a una composición media de $\text{Alm}_{(52-70)}\text{Esp}_{(26-20)}\text{Gro}_{(13-30)}\text{And}_{(4-10)}\text{Pir}_{(3-70)}$, siendo la de sus bordes de $\text{Alm}_{(72-20)}\text{Pir}_{(8-00)}\text{Esp}_{(7-40)}\text{Gro}_{(6-70)}\text{And}_{(5-70)}$. Típicamente presentan dos zonas texturalmente distin-

tas, un núcleo con finas inclusiones de rutilo, turmalina y mica blanca definiendo una esquistosidad interna sigmoidal, y un borde libre de inclusiones o con gruesas inclusiones de cuarzo e ilmenita. Esta diferencia textural se manifiesta también en sus zonados progradados, siendo la variación química muy suave en los núcleos, mientras que en los bordes MgO y FeO crecen rápidamente al tiempo que decrecen el MnO y el CaO. La mica blanca (de tipo 2) es de composición fengítica, si bien más pobre en Si que la del estadio sin-F₁ de alta presión. Las condiciones P-T de este estadio metamórfico (M3) han sido calculadas mediante los mismos métodos termobarométricos empleados para el estadio M1, proporcionando su intersección unos resultados de 11.2 ± 0.8 kbar y $512 \pm 15^\circ\text{C}$ (Fig. 3). Estas condiciones representan el pico metamórfico del sector estructuralmente inferior de la Unidad de Santiago, es decir, de la zona sin-F₂ del granate, la zona de menor grado metamórfico sin-F₂.

Durante el siguiente estadio metamórfico (M4) se desarrolla un gradiente térmico en la unidad, alcanzándose las condiciones de mayor temperatura en los niveles situados hacia el techo actual de la Unidad de Santiago, sucesivamente en zona del granate, biotita y estauroлита (con una subzona o banda de estabilidad de cloritoide entre las dos últimas zonas; Fig. 1). El granate de tipo II que crece durante M4 puede alcanzar hasta 1 cm. de diámetro, no mostrando diferencias químicas apreciables con el de la zona del granate (por debajo de la isograda biotita +). La mica blanca (de tipo 3) es una moscovita más paragonítica en pelitas que en semipelitas. La plagioclasa es también de mayor temperatura, apareciendo hacia los niveles superiores de la unidad en porfidoblastos carentes de esquistosidad interna y con un contenido en molécula de anortita de hasta 30 moles %. El cloritoide es moderadamente rico en Fe²⁺, mientras que la estauroлита es particularmente ferrosa, con relaciones Fe/(Fe + Mg) variables

entre 0.88 y 0.93; no aparecen asociados a biotita, salvo la estaurolita y al mayor grado constatado. Las muestras empleadas para cuantificar las condiciones M4 pertenecen a la zona de la estaurolita, por lo que los resultados obtenidos deben representar la temperatura máxima alcanzada en la Unidad de Santiago durante F₂. Además de los métodos ya empleados anteriormente, se han utilizado también los seis geobarómetros de HOISCH (1990), que proporcionan resultados precisos y consistentes con las diferentes calibraciones de GASP. Estos resultados fueron de 6.9 ± 0.2 kbar y $525 \pm 9^\circ\text{C}$ (Fig. 3). Finalmente, después de la segunda fase de deformación, las litologías de la unidad experimentan una retrogradación general (con la excepción de fenómenos de contacto locales), dentro de la facies de los esquistos verdes (M5), en condiciones por debajo de las de biotita y con estilpnomelana estable.

Como queda reflejado en el mapa de la Figura 1, la disposición de las zonas metamórficas sin-F₂ se encuentra invertida en relación a un gradiente metamórfico normal. Las hipótesis que se han considerado como posibles causantes de esta estructuración metamórfica son esencialmente dos, análogas a las utilizadas clásicamente para explicar ejemplos comparables: 1) desarrollo de una aureola dinamo térmica bajo las rocas máficas y ultramáficas retrogranulíticas de la unidad suprayacente, y 2) rotación post-F₂ de las isogradas. La primera de las hipótesis, la inversión real del gradiente metamórfico, ha sido ampliamente documentada bajo láminas de ofiolitas (PEACOCK y NORRIS, 1989); en el caso de la Unidad de Santiago, su posicionamiento bajo una lámina de naturaleza probablemente ofiolítica (MARTINEZ CATALAN *et al.*, 1984; ARENAS *et al.*, 1986) podría favorecer esta hipótesis. Sin embargo, los datos actuales no permiten descartar la segunda posibilidad, que también ha sido reconocida en contextos similares al descrito (BANNO *et al.*, 1986).

DISCUSION

Las condiciones P-T obtenidas para el evento tectonometamórfico de alta presión y baja-media temperatura en la Unidad de Santiago, sugieren que la presurización del conjunto tuvo lugar bajo un gradiente de unos $10^\circ\text{C}/\text{Km}$. Esta presurización debió transcurrir a temperaturas inmediatamente superiores a las del campo de estabilidad de la facies de los esquistos azules, ya que no se produjo una recrystalización en condiciones de esta facies, sino que las primeras paragénesis que se encuentran son características de la facies de las eclogitas o transicionales a ella. La preservación, al menos parcial, de paragénesis de moderada temperatura desarrolladas en un conjunto enterrado hasta más de 55 Km. de profundidad, sugiere que un sector del margen continental subducido fue exhumado rápidamente, poco después de ser presurizado, durante el desarrollo del segundo de los episodios deformativos que se reconoce en la unidad; este episodio es el responsable de la fábrica planar dominante en los esquistos (S₂) y de la fuerte obliteración de la fábrica (S₁) y asociaciones minerales del episodio de alta presión. La evolución tectonotermal sin-F₂ de la Unidad de Santiago describe una trayectoria P, T, t fuertemente descompresiva y ligeramente progradada (Fig. 4). El tránsito desde M1 (pico bórico) hasta M4 (pico térmico) se realiza sin una etapa de relajamiento termal, lo que indica que la unidad comienza su emplazamiento hacia niveles corticales más someros inmediatamente después de haber subducido hasta su máxima profundidad. Trayectorias sintectónicas fuertemente descompresivas y casi isotérmicas, como la seguida por la Unidad de Santiago durante F₂, que conducen a una retrogradación final prácticamente isobárica a bajas presiones, pueden explicarse tanto en contextos extensionales (ENGLAND, 1987) como en ciertos supuestos de tectónica contractiva. Teniendo en cuenta la evolución

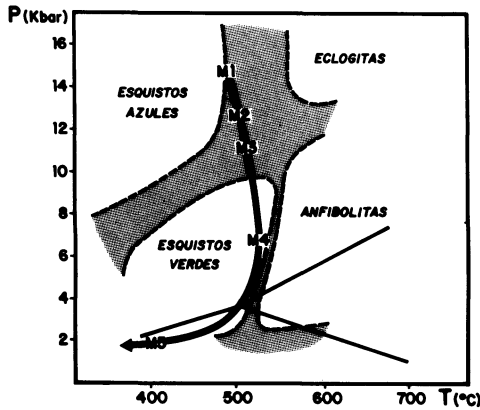


Fig. 4. Trayectoria P-T calculada para los esquistos de la Unidad de Santiago. Explicación en el texto.

metamórfica que se registra en la unidad y la probable correspondencia de la misma con un fragmento del margen de Gondwana, lo más probable es que la mayor parte de su historia ascensional tuviese lugar en un contexto de subducción progresiva del margen continental bajo un conjunto superior sometido inicialmente a extensión, siguiendo un modelo análogo al descrito por PLATT (1986).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con cargo a los proyectos PB88-0145-CO2 y PB91-0192-CO2 de la DGICYT, y a la Acción Integrada Hispano-Francesa 61A (1991).

REFERENCIAS

- ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; ORTEGA GIRONES, E.; PABLO MACIA, J. G. de & PEINADO, M. (1986). Tectonoestratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the Iberian Massif. *Hercynica*, II, 2, 87-110.
- BANNO, S.; SAKAI, C. & HIGASHINO, T. (1986). Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, 19, 51-63.
- BOHLEN, S. R. & LIOTTA, J. L. (1986). A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology*, 27, 5, 1.025-1.034.
- DIAZ GARCIA, F. (1990). La Geología del sector Occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NW de España). *Nova Terra*. Eds. do Castro, Sada, La Coruña, 3, 230 p.
- DIAZ GARCIA, F. (In press). Análisis comparativo de la foliación regional y estructuras asociadas en el Dominio de Santiago y su autóctono relativo. *Rev. Soc. Geol. Esp.*
- ENGLAND, P. C. (1987). Diffuse continental deformation: length scales, rates and metamorphic evolution. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A321, 3-22.
- GARCIA GARZON, L.; PABLO MACIA, J. G. & LLAMAS, J. de (1981). Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortogneises en Galicia Occidental. *Bol. Geol. Min.*, 92-94, 463-466.
- GHENT, E. D. (1976). Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61, 710-714.
- HILGEN, J. D. (1971). The Lalín Unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Amsterdam*, 74, 4, 298-407.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, 1.118-1.134.
- HOISCH, T. D. (1990). Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz

- + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
- HOLDAWAY, M. J. (1971). Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97-131.
- HYNES, A. & FOREST, R. C. (1988). Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 297-309.
- KOZIOL, A. M. & NEWTON, R. C. (1988). Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73, 216-223.
- MARQUINEZ, J. (1984). La geología del Area Esquistosa de Galicia central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 100, 231 p.
- MARTINEZ CATALAN, J. R.; KLEIN, E.; PABLO MACIA, J. G. de & GONZALEZ LODEIRO, F. (1984). El Complejo de Ordenes: subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 139-210.
- NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. (1981). Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: Newton, R. C.; Navrotsky, A.; Wood, B. J. (Edits.). Springer-Verlag, New York, 131-147.
- PEACOCK, S. M. & NORRIS, P. J. (1989). Metamorphic evolution of the Central Metamorphic Belt, Klamath Province, California: an inverted metamorphic gradient beneath the Trinity peridotite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 191-209.
- PLATT, J. P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 1.037-1.053.
- VAN CALSTEREN, P. W. C.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A.; DEN TEX, E.; VERDURMEN, E. A. T. & VERSCHURE, R. H. (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle-Plume. *Chemical Geology*, 24, 35-56.

Recibido, 20-4-93
Aceptado, 15-6-93